

ESSAI DE RECONSTITUTION DE LA PALEOGEOGRAPHIE DES STADES GLACIAIRES DANS LA VALLEE DES FARES, ISERABLES (VS)

par Claire Monachon ¹

I. INTRODUCTION

Situation géographique

La Fare est le premier affluent de la rive gauche du Rhône en amont de son coude à Martigny. Prenant sa source au lac des Vaux, la Fare de Chassoure reçoit, en amont d'Isérables sur la rive droite, les eaux de la Fare du Rosey drainant le petit vallon du Rosey, et débouche dans la vallée du Rhône par un cône de déjection occupé par le village de Riddes, après avoir franchi une gorge étroite et sauvage.

D'une superficie de quelque 25 km², en forme de losange, le vallon des Fares est situé entre le val de Nendaz à l'Est et le val des Drances au Sud-Ouest. Il occupe quatre angles des feuilles 1326 Rosablanche, 1325 Sembrancher, 1306 Sion et 1305 Dent de Morcles, de la CN au 1 : 25 000.

D'une altitude moyenne de 1640 m environ, il a une dénivellation totale de 2556 m. Le plus haut sommet, le Mont Gelé, culmine à 3002 m, formant la pointe S du losange. D'autres sommets, avec des altitudes nettement plus modestes, bordent la vallée, au SW et à l'E. Ce sont entre autres la Tête des Etablons à 2415 m, le Mont Rogneux à 2637 m, le Mont Gond à 2666 m et la Dent de Nendaz à 2463 m. Le taux d'en-glacement actuel est nul. La vallée des Fares, qui est la plus courte des vallées latérales au Sud du Rhône, présente un coefficient de massivité

¹ Institut de Géographie, Université de Lausanne.

plus élevé que la moyenne du Valais (WINISTÖRFER, 1969). Vallée glaciaire, elle a pourtant un profil en V très accusé. Ce n'est qu'à partir de 1800 m environ, à l'alpage de Chassoure, qu'elle montre une morphologie en auge, avec une succession de verrous-barres et d'ombilics. Le raccordement à la vallée principale se fait par un gradin de confluence profondément incisé par la rivière. La vallée est suspendue, dominant de 400 m environ la plaine du Rhône.

Du point de vue humain, Isérables est le seul village, accroché à la forte pente dominant la gorge de raccordement de la Fare, et relié à Riddes par une route non goudronnée jusqu'à son embranchement avec la nouvelle route des Mayens de Riddes, et par un téléphérique. Les Mayens de Riddes sont situés sur le versant opposé, dont la pente est moins forte. C'est une station de sports d'hiver très prisée pour sa liaison aisée avec le domaine skiable de Verbier, et qui connaît un tourisme d'été plus réduit. Quelques dizaines de personnes y vivent à l'année, commerçants ou migrants quotidiens. Le haut du vallon n'est occupé que par quelques alpages, à l'exception de la Dzora, mayens aménagés, où quelques nouveaux chalets ont été construits, reliés par un chemin carrossable au village d'Isérables.

Esquisse géologique

Le val des Fares est situé dans la zone pennique. Les structures sont isoclinales, orientées en gros SSW-NNE, et les Fares les recoupent obliquement avec un angle aigu. De bas en haut les séries sont les suivantes:

- le domaine valaisan, ou *Zone de Sion-Courmayeur*, formé de trois unités tectoniques, *digitations de Ferret*, de *Roignais-Versoyen* et de la *Pierre Avoi*;

- le front de la *Nappe du Grand St-Bernard*, successivement *zone houillère*, *couverture* et *cristallin*.

Les digitations de la zone de Sion-Courmayeur contiennent des calcaires gréseux, des calcschistes plaquetés et des schistes noirs. L'unité la plus interne, digitation de la Pierre Avoi, présente un niveau de brèches grossières à galets et ciment calcaires. Schistes carbonifères, et surtout quartzites et calcaires triasiques sont caractéristiques de la zone houillère. La partie frontale de la nappe du Grand-St-Bernard montre des faciès détritiques, grès, quartzites et conglomérats. Le cristallin qui les relaye à l'E est composé de gneiss avec roches vertes (BURRI, 1974).

Comme je n'ai pas étudié les différents terrains, il m'est difficile de préciser ce schéma géologique très rudimentaire. D'autant plus que seuls les gneiss et les roches vertes sont significatifs, car tant schistes que quartzites et conglomérats se retrouvent pratiquement dans tous les terrains, et ne sont donc pas d'une grande utilité pour déterminer l'origine précise du matériel morainique. Les critères d'usure du matériel, qui renseignent sur les modes de transport et de dépôt, permettent de résoudre plus aisément cette question.

But

Depuis quelques années, le bassin du Rhône fait l'objet d'études détaillées ou de synthèse tentant de reconstituer la paléogéographie tardi- et post-glaciaire des différentes vallées. Les vallées latérales au Sud du Rhône, et, dans un proche avenir le Valais dans sa totalité, auront été pris en considération. Un trou restait à combler dans la région méridionale, la vallée des Fares, comprise entre les vallées des Drances (BURRI, 1974) et le val de Nendaz (WINISTÖRFER, 1978). J'ai tenté de le faire au moyen de méthodes semblables à celles utilisées par ces deux auteurs.

II. DESCRIPTION ET ETUDE DES DEPOTS GLACIAIRES

Dans la vallée des Fares, quatre stades de réavancée ou de retrait post-glaciaires sont déterminables. Du fait de la discontinuité et de l'état actuel des dépôts anciens, et à défaut de datations absolues, il est nécessaire de procéder à des extrapolations, qui, pour séduisantes qu'elles soient, impliquent une grande part d'incertitude.

Pour établir l'altitude des fronts et les limites latérales des glaciers aux différentes époques, les travaux de M. BURRI (1974) et J. WINISTÖRFER (1978) m'ont été fort utiles. Des comparaisons directes sont cependant impossibles. Il est indispensable de tenir compte de la situation de la vallée: longueur et surface réduites, altitude moyenne basse, sommets peu élevés. Si ces caractéristiques correspondent à celles du val de Réchy, par exemple, celui-ci est plus interne, ce qui modifie les données climatiques, en particulier la quantité de précipitations. Ce sont donc

surtout les vaux de Bagnes et de Nendaz qui constituent les points de comparaison les plus favorables et les plus sûrs, bien que présentant des caractères topographiques fort différents.

Par ailleurs, je n'ai pas remis en question les données paléoclimatiques établies par les deux lausannois et d'autres.

Englacement récent

Les dépôts permettant d'affirmer l'existence d'un englacement entre 1600 et 1850 sont rares et très fragmentaires. Il s'agit de trois glaciers rocheux (fig. 1). Seules des comparaisons altimétriques avec les vallées voisines m'ont permis de supposer l'englacement du flanc NW du Mont Gelé, jusqu'à 2600 m d'altitude, cote atteinte par le glacier rocheux. Le bassin d'alimentation est très réduit. Il devait s'agir d'un petit glacier de cirque. Dans l'autre vallon, un seul glacier rocheux, exposé à l'E et protégé par une crête au S, qui occupe un petit cirque, permet d'inférer un englacement de type névé permanent, jusqu'à 2500 m d'altitude.

Stades moyens et bas

Les deux ombilics des Plans et des Vaux ont dû être réenglacés dans une phase antérieure.

La morphologie en seuils successifs a pu ralentir la progression du glacier qui a stationné aux Plans, abandonnant un cordon morainique appuyé au verrou. Une légère amélioration des conditions climatiques a suffi ensuite pour déglacer les Plans et faire reculer le glacier jusqu'au verrou supérieur. Les glaciers rocheux situés sous celui-ci sont peut-être originaires de ce retrait: pendant un temps, un petit glacier régénéré par les chutes de séracs a pu subsister (fig. 1).

Le glacier rocheux au NW de la Tête des Etablons est probablement le témoin d'un englacement de type névé permanent de ce stade, jusqu'à 2150 m d'altitude.

Dans le vallon du Rosey, un glacier a pu se développer. Un bassin d'alimentation réduit mais occupant tout le fond du vallon, bien exposé, et un profil en long régulier peuvent expliquer qu'il ait atteint une altitude correspondant à celle de l'autre glacier, jusqu'à la cote 2100 environ, où se situe un bourrelet rocheux et un important placage morainique. Ce comportement des glaciers est conforme au modèle établi par WINISTÖRFER (1978) d'après LLIBOUTRY.

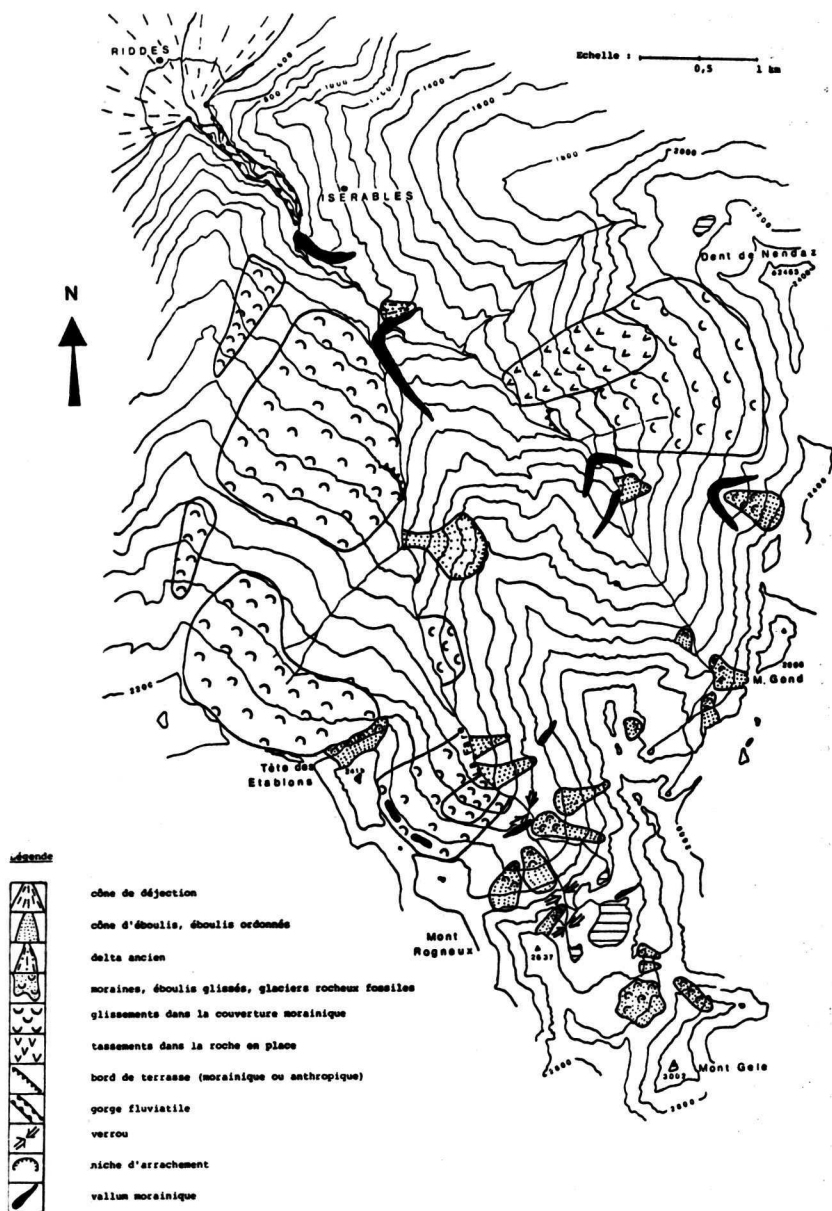


Fig. 1. Carte morphologique de la vallée des Fares.

L'englacement maximum de ce stade place la limite d'équilibre des glaciers à environ 2200 m, soit l'isotherme 0° C vers 2400 m.

Un englacement plus ancien a atteint la région de la Dzora. Le vallum morainique situé sous la Dzora est le témoin de cette extension. Son volume et sa taille impliquent la présence d'une langue déjà importante, atteignant 200 m d'épaisseur près du front. Il est probable que la crête moins développée située immédiatement en amont, distante de quelque 250 m, appartienne au même stade, et qu'il s'agisse d'un double vallum (fig. 1).

Dans l'autre vallon, aucune moraine bien différenciée permet d'affirmer un réenglacement contemporain. Mais l'épais placage des Pontets pourrait correspondre à ce stade. L'altitude du front, plus élevé que dans l'autre vallon, s'explique par la morphologie du lit en seuils, moins favorable au développement d'une langue qu'un lit en pente régulière, en conditions climatiques semblables.

Le vallum qui borde le cirque situé au S de la Dent de Nendaz date peut-être de cette époque. Son exposition défavorable à l'W, la petitesse de son bassin d'alimentation peuvent expliquer un englacement aussi ancien.

Il est possible que l'W de la crête séparant les deux vallons en amont de Chassoure ait été réenglacé par de petits appareils. Leur représentation cartographique est très aléatoire, car le manque d'éléments sûrs ne permet pas de les localiser avec précision.

La ligne d'équilibre des glaciers pouvait se situer vers 2000 m environ, ce qui place l'isotherme 0° C vers 2200 m, pour une température de 3° C plus basse qu'actuellement.

Les grands dépôts d'Isérables et de la confluence des Fares témoignent de la présence, dans une phase antérieure, d'un glacier jusque sous Isérables. L'interprétation des variations des fronts de glaciers à cette époque est complexe, comme le laissent supposer l'importance et les caractéristiques des éléments.

La crête du cimetière d'Isérables représente la limite maximale atteinte par les glaciers des deux vallons, qui confluaient.

Par sa position, cette moraine semble être un vallum frontal. Mais les coupes révèlent une formation plus complexe de barrage latéral et d'épandage au front de type sandur, de part et d'autre du vallum. Toute la crête s'est désolidarisée de son substratum rocheux et glisse vers la rivière. Il est cependant remarquable que seuls les niveaux supérieurs ont été affectés par ce mouvement, et que la stratification des niveaux sous-jacents est demeurée horizontale (fig. 2).

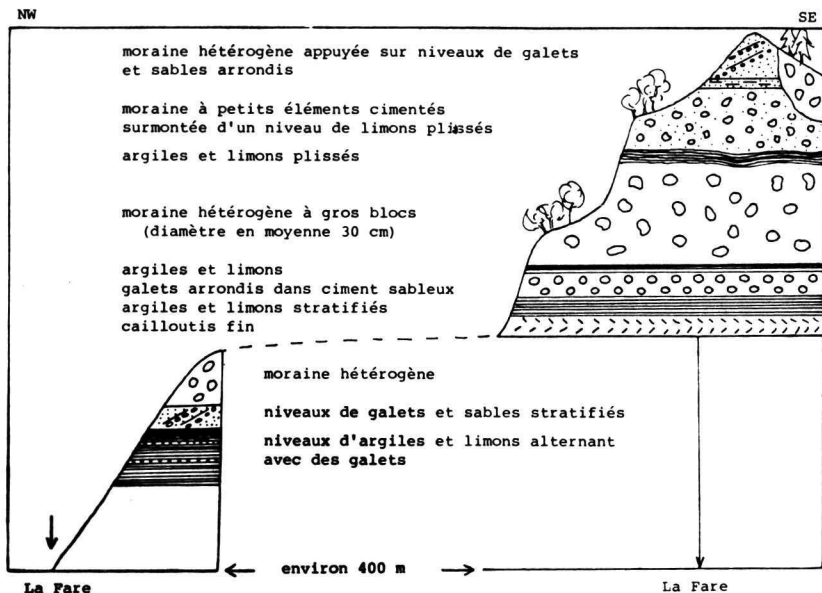


Fig. 2. Coupe schématique des affleurements morainiques en amont d'Isérables.

Immédiatement en aval de la confluence des deux Fares, l'énorme coupe (60 m de hauteur) qui domine le pont sur la rivière montre des dépôts stratifiés de type terrasse de kame, probablement contemporains de ceux de la crête du cimetière. Il s'agit d'une moraine latérale complexe, attestée par la présence d'un très gros bloc (environ 10 m³) en bordure de l'affleurement côté Isérables. Elle a formé barrage et provoqué l'installation de lacs temporaires entre le glacier et le versant, lacs où se sont sédimentés les éléments fins stratifiés, lacustres et fluviaux (fig. 2).

Puis le glacier a reculé de près de 1 km et les langues se sont séparées, celle de Chassoure régressant plus rapidement du fait de la configuration de son bassin. Celle du Rosey a édifié le vallum morainique appuyé sur les dépôts décrits ci-dessus (fig. 2) et a barré l'émissaire issu du vallon de Chassoure, ce qui explique les formations stratifiées du flanc Ouest de la grande crête entre les deux vallons. En aval du vallum des Boutes et jusqu'à la crête du cimetière devait exister une zone d'épandage proglaciaire complexe, avec construction d'un delta appuyé au vallum.

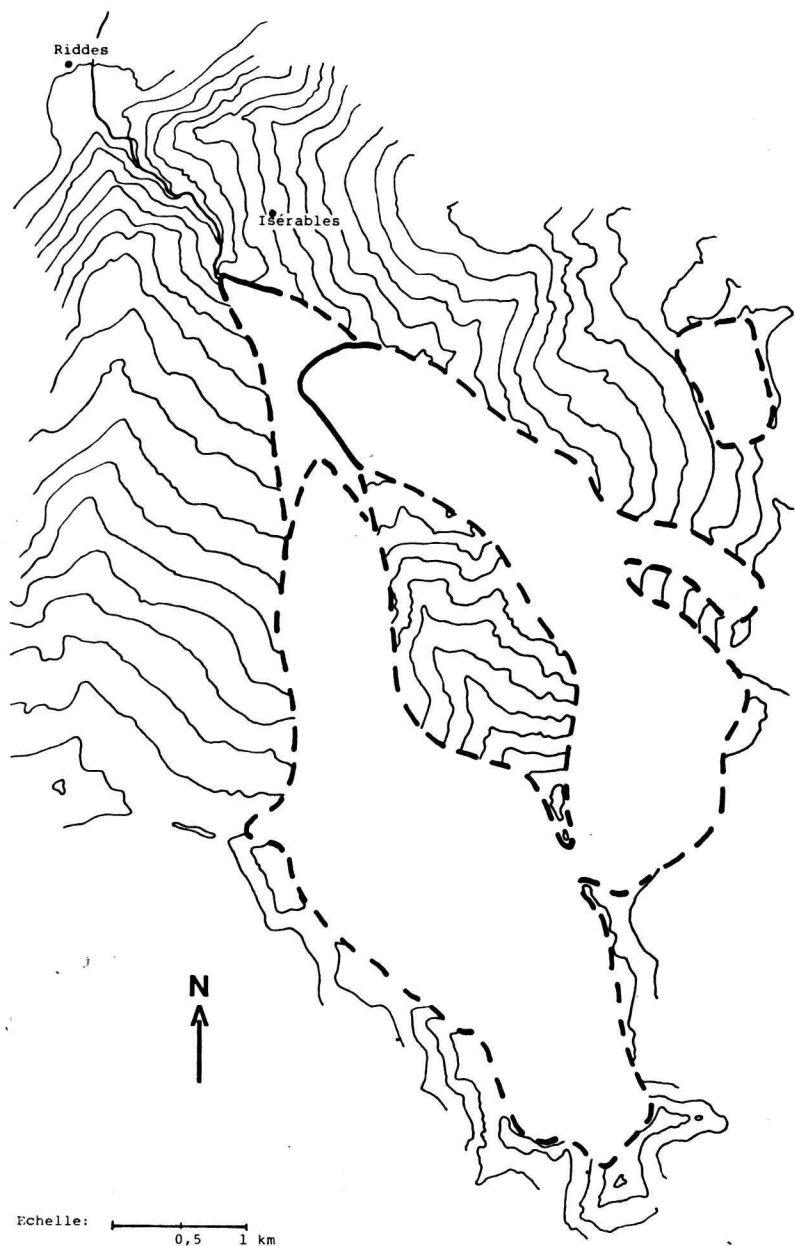


Fig. 3. Etat des glaciers au cours des stades bas.

Ce stade constitue la dernière réavancée post-glaciaire interne à la vallée. La zone d'équilibre devait se situer vers 1800 m d'altitude, peut-être même plus bas. Les zones d'alimentation ont dû augmenter latéralement. L'épais placage sous la crête des Etablons appartient peut-être à cette phase. Quelques petits appareils latéraux pouvaient venir alimenter les langues principales. Sous la Dent de Nendaz, l'actuelle zone d'éboulis en glissement a pu être réenglacée jusque vers 2100 m (fig. 3).

Le petit glacier au Nord-Ouest du Mont Gond confluaient-il avec la langue du Rosey ? Le placage morainique de cette zone, de type local au vu de l'indice d'émoussé des éléments et de leur composition pétrographique, permet de le supposer (fig. 3).

III. CONCLUSION

Les schémas paléogéographiques établis dans le cadre de ce travail constituent un modèle d'explication bien fragile, bourré d'approximations, puisque je ne disposais d'aucun élément corrélable avec une chronologie absolue. Seules les argiles épaisses sous le village d'Isérables pourraient éventuellement faire l'objet d'une analyse pollinique.

Une chose est certaine: tous les stades post-glaciaires sont internes à la vallée. La gorge de raccordement avec la vallée du Rhône s'est donc développée très tôt.

Bibliographie

- BADOUX, H. 1971. *Notice explicative de la carte géologique n° 58 au 1 : 25 000 Dent de Morcles*. Kümmerly et Frei, Berne.
- BURRI, M. 1974. *Histoire et préhistoire glaciaires des vallées des Drances*. Egl. Geol. Helv. 67 (1): 135-150.
- WINISTÖRFER, J. 1969. *Riddes et Isérables. Etude régionale d'une vallée latérale du Valais central*. Bull. Murithienne 86: 1-37.
- 1978. *Paléogéographie des stades glaciaires des vallées de la rive gauche du Rhône entre Viège et Aproz*. Bull. Murithienne 94: 1-65.

Cartes

- CN 1 : 25 000 numéros 1305 Dent de Morcles, 1306 Sion, 1325 Sembrancher, 1326 Rosablanche.
- Atlas géologique de la Suisse au 1 : 25 000 numéro 58 Dent de Morcles.

